

POLVO MINERAL EN LA ATMÓSFERA

*Enric Terradellas y Emilio Cuevas (Agencia Estatal de Meteorología) y
José María Baldasano (Barcelona Supercomputing Center — Centro Nacional de
Supercomputación)*

RESUMEN: *El polvo mineral es una de las principales fuentes de partículas en la atmósfera. A pesar de ser un componente minoritario, tiene importantes efectos sobre la salud humana, el medio ambiente y la economía. En particular, desempeña un papel muy importante en la dinámica atmosférica, modificando el balance radiativo y alterando el tipo, características y ciclo de vida de las nubes. Desde 2010, AEMET y el Barcelona Supercomputing Center albergan el Centro Regional para el Norte de África, Oriente Medio y Europa del Sistema de aviso y evaluación de tormentas de arena y polvo de la OMM.*

INTRODUCCIÓN

Cuando soplan vientos fuertes sobre suelos secos y desprovistos de vegetación, pueden levantarse grandes cantidades de partículas formando las denominadas tormentas de polvo y arena. Se trata de un fenómeno meteorológico adverso que es habitual en regiones áridas y semiáridas del planeta. Las partículas de mayor tamaño caen pronto a la superficie, pero las más finas pueden incorporarse a la circulación atmosférica y desplazarse hasta regiones situadas a centenares o miles de kilómetros antes de depositarse de nuevo sobre el suelo o sobre el océano por efecto de la gravedad o de la precipitación. La emisión de polvo a la atmósfera es producto de la combinación de dos procesos físicos: la saltación, movimiento parabólico de partículas en una capa turbulenta, y la posterior suspensión de las partículas tras el impacto y fragmentación de los granos de arena (GOMES y otros, 1990).

El polvo mineral es la segunda mayor fuente de partículas en la atmósfera, después de la sal marina. CHIN y otros (2009) estimaron una emisión media anual de 3250 tg entre los años 2000 y 2007. Los grandes desiertos, como el Gobi, el Takla Makan y, sobre todo el Sahara, son las principales fuentes de polvo. En particular, la depresión de Bodele, en el noroeste del Chad, se considera el mayor foco emisor (PROSPERO y otros, 2002; GINOUX y otros, 2010). Allí confluye un suelo fácilmente erosionable, con abundancia de sedimentos procedentes del antiguo lago Mega-Chad, y la persistencia de vientos del nordeste (Harmattan) reforzados por la morfología del valle, situado entre los macizos de Tibesti y Ennedi. En una extensión relativamente pequeña se estima que se emiten anualmente unos 60 tg de polvo a la atmósfera (BEN-AMI y otros, 2010).

El polvo mineral tiene importantes efectos sobre la salud, el medio ambiente y la economía. En primer lugar, causa una pérdida de suelo agrícola y daños a los cultivos (SIVAKUMAR, 2005). Una vez suspendido en el aire, puede provocar o agravar problemas respiratorios o cardiovasculares (POPE, 2000; MENG y LU, 2007) y en algunas regiones, originar graves enfermedades infecciosas como la meningitis en el Sahel (GRIFFIN y KELLOGG, 2004). Una vez depositado en el suelo o en la superficie del océano, el polvo puede tener efectos beneficiosos sobre ciertos ecosistemas, como las selvas tropicales de América Central y Sudamérica, que reciben del Sahara la mayor parte de sus nutrientes, o las regiones oceánicas pobres en hierro, que pueden aumentar la producción de biomasa por el aporte de dicho metal (PROSPERO, 1996; JICKELLS y otros, 2005). Desde el punto de vista económico, el polvo provoca efectos negativos, que están relacionados sobre todo con la reducción de la visibilidad y afectan especialmente al sector del transporte. Otro sector económico afectado es el de generación de energía solar, puesto que el polvo reduce la radiación solar que alcanza la superficie terrestre pero, sobre todo, porque al depositarse sobre los colectores, degrada sus propiedades ópticas e impone la necesidad de realizar costosas tareas de mantenimiento (MANI y PILLAI, 2010).

El polvo desempeña un papel muy importante en la dinámica atmosférica. En primer lugar, modifica el balance radiativo, debido a su capacidad para absorber y, sobre todo, para dispersar la radiación (TEGEN y FUNG, 1994; PÉREZ y otros, 2006). Por otra parte, debido a la capacidad de las partículas de polvo para actuar como núcleo de condensación, influye en el tipo, las características y el ciclo de vida de las nubes (LEVIN y otros, 1996), alterando la distribución de la nubosidad y la precipitación. Por todo ello, la necesidad de incorporar la representación del ciclo del polvo tanto a los modelos de predicción meteorológica como a los modelos climáticos se hace cada vez más evidente.

En mayo de 2007, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) aprobó la puesta en marcha del Sistema de aviso y evaluación de tormentas de arena y polvo (SDS-WAS) con la misión de mejo-

rar la capacidad de los países para suministrar a los usuarios predicciones, observaciones, información y conocimiento sobre el contenido de polvo en la atmósfera. En abril de 2010, AEMET y el *Barcelona Supercomputing Center* (BSC-CNS) firmaron un acuerdo para gestionar el Centro Regional para el Norte de África, Oriente Medio y Europa del SDS-WAS (<http://sds-was.aemet.es>), que inició las operaciones en mayo del mismo año. En mayo de 2013, la OMM aceptó la candidatura española para crear en Barcelona el primer centro meteorológico regional especializado en predicción de polvo y arena atmosféricos. El centro también está gestionado por el consorcio de AEMET y BSC-CNS.

OBSERVACIÓN DEL POLVO ATMOSFÉRICO

Una red global de observación es fundamental para cualquier sistema de pronóstico y emisión de avisos. El sistema de observación debe servir para la vigilancia en tiempo real, para la asimilación de datos en los modelos numéricos de predicción y para la evaluación de los pronósticos generados. Las principales fuentes de datos de observación son las medidas *in situ* realizadas por las estaciones de seguimiento de la calidad del aire, las observaciones indirectas (visibilidad y tiempo presente) realizadas por las estaciones meteorológicas, y los productos de teledetección terrestre (lidar y fotómetros solares) y satelital.

Las estaciones de seguimiento de la calidad del aire proporcionan información sobre la concentración de partículas totales en el aire (TSP) o de partículas con diámetro aerodinámico inferior a 10, 2,5 o 1 μm (PM_{10} , $\text{PM}_{2,5}$, PM_1). Sin embargo, no permiten distinguir entre polvo mineral y otros tipos de partículas a menos que se realicen costosos análisis de su composición en el laboratorio. Además, el diseño de las redes está habitualmente dirigido al control de la contaminación antropogénica, por lo que muchas estaciones están ubicadas en núcleos urbanos o cerca de infraestructuras viarias o complejos industriales. La información procedente de las estaciones de seguimiento de la calidad del aire suele complementarse con el análisis de las retrotrayectorias, que permite investigar el origen de la masa de aire que afecta a una estación y confirmar, en su caso, su paso previo sobre zonas áridas y susceptibles de emitir partículas a la atmósfera. En la figura 1 pueden verse los elevados valores que se alcanzaron en la estación de Gharb, en Malta, el día 10 de marzo de 2012, durante una intrusión de polvo sahariano sobre el Mediterráneo. Los valores descendieron bruscamente por la tarde como consecuencia de las fuertes lluvias.

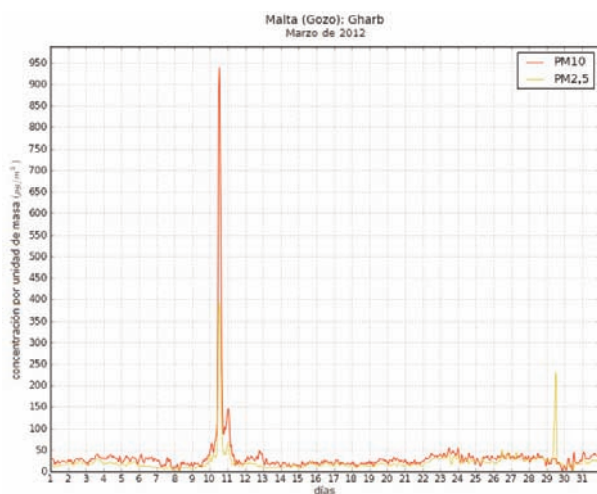


Figura 1. Valores de PM_{10} y $\text{PM}_{2,5}$ medidos en la estación de Gharb (isla de Gozo, Malta) el mes de marzo de 2012.

Las redes de seguimiento de calidad del aire son comunes en Europa, pero muy escasas y raramente con datos a tiempo real en África y amplias zonas de Oriente Medio, cerca de las principales fuentes de emisión de polvo. Una alternativa a estas medidas son las observaciones de visibilidad presentes en los informes meteorológicos elaborados en estaciones sinópticas o en oficinas meteo-

rológicas de aeródromo (SHAO y otros, 2003; MAHOWALD y otros, 2007). Se trata de una información disponible a tiempo real, aunque indirecta y cualitativa, a no ser que se disponga de una expresión que relacione visibilidad y concentración de partículas. Es importante considerar la visibilidad conjuntamente con el tiempo presente para descartar reducciones de visibilidad asociadas a otros fenómenos atmosféricos, en especial a hidrometeoros.

Se han encontrado algunas relaciones empíricas entre visibilidad horizontal y concentración de polvo mineral en superficie. D'ALMEIDA (1986), dedujo una relación entre visibilidad y PM_{10} en el área del Sahara-Sahel:

$$PM_{10} = 914,06 V^{-0,73} + 19,03 \quad (1)$$

donde PM_{10} se expresa en $\mu m/m^3$ y V es la visibilidad expresada en km. BEN MOHAMED y otros (1992) dedujeron una relación entre visibilidad y TSP a partir de datos de Niamey (Níger):

$$TSP = 1339,84 V^{-0,67} \quad (2)$$

donde TSP se expresa también en $\mu m/m^3$. Por su parte, SHAO y otros (2003) dedujeron, a partir de datos de 1200 estaciones meteorológicas de Asia nororiental:

$$TSP = 3802,29 V^{-0,84}; \quad V < 3,5 \quad (3)$$

$$TSP = e^{-0,11 V + 7,62}; \quad V > 3,5 \quad (4)$$

En cualquier caso, se trata de ecuaciones empíricas que solo son aplicables a determinadas áreas geográficas, puesto que la visibilidad no solo depende de la concentración de partículas, sino también de otros factores como el espectro de tamaños de las mismas.

Para estimar el contenido de polvo en niveles superiores hay que recurrir a productos de teledetección. Las medidas realizadas mediante fotómetros solares permiten estimar, entre otras propiedades, el espesor óptico de aerosol (AOD), variable que indica la fracción de radiación solar absorbida o dispersada por partículas y que refleja, por tanto, su contenido total en la columna. Como sucedía con las medidas *in situ*, el AOD integra el efecto de los distintos tipos de partículas. No obstante, las medidas fotométricas permiten también estimar el exponente Ångström (α), que representa la variación espectral del AOD y proporciona información sobre la naturaleza de las partículas (GOBBI y otros, 2007). Las expresiones de AOD y α son las siguientes:

$$AOD = -\ln(I/I_0) \quad (5)$$

$$AOD_\lambda / AOD_{\lambda_0} = (\lambda / \lambda_0)^{-\alpha} \quad (6)$$

donde I es la radiación solar en la cima de la atmósfera, I_0 la radiación que alcanza la superficie y λ , λ_0 las longitudes de onda consideradas.

El panel izquierdo de la figura 2 muestra el progresivo aumento del AOD registrado el 5 de abril de 2011 en la estación del cabo Roca (Portugal), durante una destacada irrupción de polvo sahariano sobre Europa occidental. El panel derecho de la misma figura muestra un simultáneo decrecimiento del exponente Ångström entre 440 y 870 nm, síntoma de que el polvo pasa a ser el componente dominante del aerosol atmosférico.

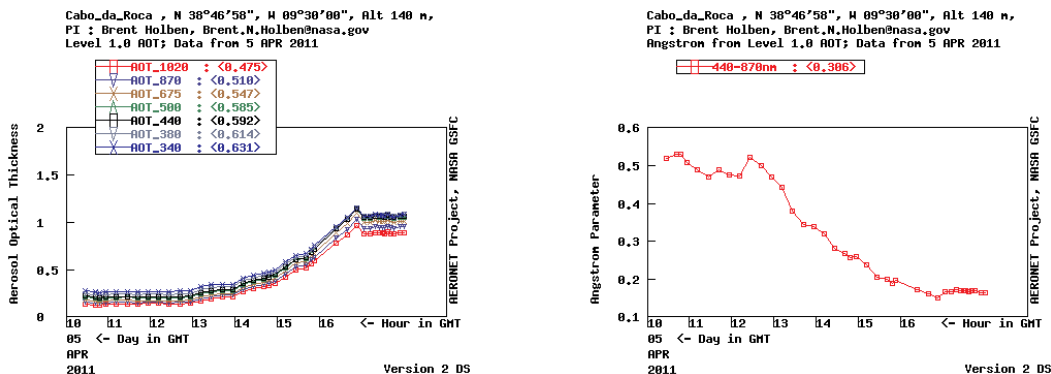


Figura 2. AOD registrado el 5 de abril de 2011 en la estación AERONET del cabo Roca (Portugal), gestionada por la Universidad de Évora (izquierda) y exponente Ångström 440-870 registrado durante el mismo día (derecha).

Aeronet RObotic NETwork (AERONET) es una red mundial de fotómetros solares coordinada por la NASA. Las estaciones de la red están sometidas a normas comunes de estandarización de instrumentos, calibración y proceso y distribución de datos. En ellas se mide la radiación solar directa y difusa en varias longitudes de onda de las bandas visible e infrarroja del espectro. La red AERONET cuenta con unas 300 estaciones activas. Sin embargo, existen muy pocas estaciones en África, especialmente cerca del Sahara. Por ello, el Centro de investigación atmosférica de Izaña ha desarrollado el proyecto SDS-África, consistente en la instalación de fotómetros solares en emplazamientos seleccionados de África septentrional que permitan seguir las tormentas de arena en tiempo real, validar sensores de satélites, evaluar las predicciones de los modelos y caracterizar la capa de aire sahariano. Se han instalado equipos en Tamanrasset (Argelia), El Cairo (Egipto), Ouarzazate (Marruecos) y Túnez-Cartago (Túnez).

Solo la teledetección activa usando sistemas lidar permite una estimación del perfil vertical de partículas. Los lidar emiten a la atmósfera pulsos cortos de radiación ultravioleta, visible o infrarroja y miden la parte de esta energía que es retrodispersada por los distintos componentes de la atmósfera, así como el retraso entre la emisión y la recepción. A partir de esta información, se puede estimar la posición, concentración y algunas propiedades de las partículas. La comparación de los perfiles obtenidos para diferentes longitudes de onda proporciona información sobre el tamaño de

las partículas. Finalmente, el uso de luz polarizada permite determinar la esfericidad de las mismas y, como consecuencia, obtener información sobre su naturaleza: las partículas de polvo mineral, por ejemplo, suelen ser menos esféricas que otras.

European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) y *Micro Pulse Lidar Network* son dos redes que cubren el territorio europeo con una resolución de 500 a 1000 km, pero ninguno de los equipos está instalado cerca de las fuentes de polvo. Esta deficiencia podría resolverse en el futuro con la nueva generación de ceilómetros, totalmente automáticos y más robustos y económicos que los actuales sistemas lidar. Por otra parte, equipos lidar a bordo de satélites, como CALIOP, proporcionan una cobertura global, aunque con una resolución temporal muy deficiente.

La figura 3 muestra la capa de polvo que se extendía a unos 2 km de altitud sobre Tenerife el día 8 de diciembre de 2011.

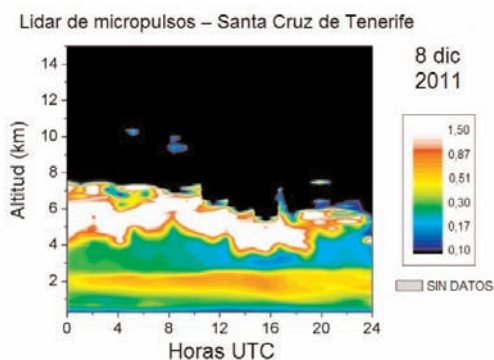


Figura 3. Perfil de retrodifusión obtenido a partir de medidas del lidar de micropulsos de Santa Cruz de Tenerife del 8 de diciembre de 2011.

Las imágenes de satélite proporcionan resultados desiguales en la detección de polvo. Su eficacia depende de la iluminación (hora del día) y del contraste con la superficie subyacente. En particular, para canales de la región visible e infrarroja cercana del espectro, es difícil detectar polvo sobre superficies brillantes, como es el caso de los desiertos. La detección generalmente mejora con el uso de bucles temporales.

Una forma más eficaz de identificar las masas de polvo consiste en el uso de productos elaborados mediante la combinación de distintos canales. EUMETSAT ha desarrollado el producto RGB-dust, generado a partir de tres canales infrarrojos del radiómetro SEVIRI, instalado a bordo de los satélites Meteosat de segunda generación. Este producto ofrece una detección cualitativa de las nubes de polvo con una buena resolución espacial y temporal. La figura 4 muestra en color rosáceo una gran masa de polvo sobre la región central del Sahara.

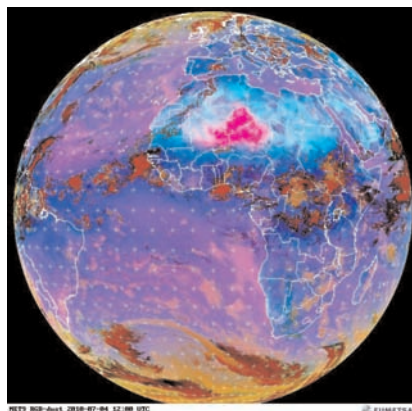


Figura 4. Imagen RGB-Dust de EUMETSAT del día 4 de julio de 2010 a las 12 UTC.

El único producto cuantitativo sobre el contenido de polvo obtenido a partir de SEVIRI que se distribuye de forma rutinaria es el generado por el *U. K. Met Office*. La estimación, que se realiza solo sobre tierra y en zonas libres de nubes, se basa en una relación empírica entre la radiación infrarroja recibida por el satélite y el espesor óptico de polvo (DOD) a 550 nm (LEGRAND y otros, 2001; BRINDLEY y RUSSELL, 2009).

Los productos elaborados a partir de instrumentos como MODIS (figura 5), MISR, OMI, AVHRR o CALIPSO, instalados en satélites de órbita polar, carecen de cobertura permanente. En cualquier caso, pueden ayudar a estimar la distribución horizontal y vertical de aerosoles, su naturaleza, distribución de tamaños y propiedades ópticas.

El producto AOD de MODIS es el más ampliamente utilizado por su fiabilidad y disponibilidad en tiempo casi real. Los algoritmos se describen en KAUFMAN y otros (1997) y REMER y otros (2005). Se realizan dos extracciones separadas sobre océano y sobre tierra. Estas últimas presentan mayor incertidumbre por la mayor reflectividad de la superficie. Hsu y otros (2004; 2006) desarrollaron un nuevo algoritmo, denominado *Deep Blue*, basado en el hecho de que el albedo de las superficies desérticas es mucho menor en la banda azul que en otras bandas de la zona visible del espectro. La figura 5 muestra el producto para África septentrional y Oriente Medio el día 1 de junio de 2013.

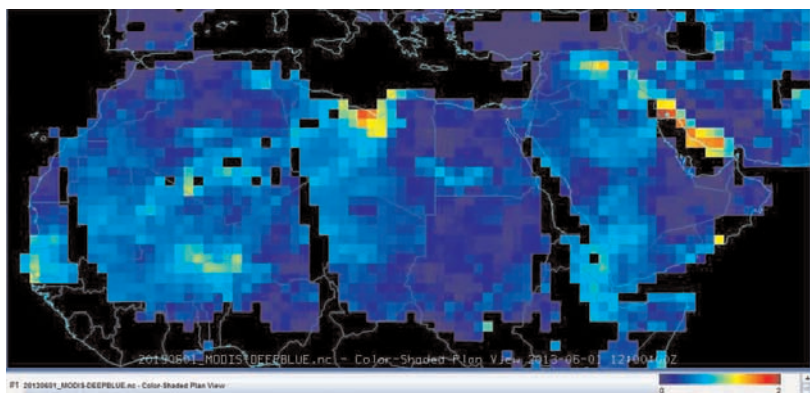


Figura 5. AOD extraído de MODIS mediante el algoritmo Deep Blue el día 1 de junio de 2013.

El Centro Regional SDS-WAS ofrece acceso a muchos de estos productos en <http://sds-was.aemet.es/forecast-products/dust-observations>.

PREDICCIÓN DEL POLVO ATMOSFÉRICO

La predicción numérica de polvo se enfrenta al problema de considerar procesos físicos de escala muy diversa. En la primera etapa del ciclo, la emisión de polvo a la atmósfera es función del esfuerzo de cizalla del viento y de las condiciones del suelo. Los vientos fuertes que provocan emisión de polvo están asociados a sistemas que van desde la escala sinóptica (WESTPHAL y otros, 1988) hasta la microescala (KNIPPERTZ y TODD, 2010). Otro problema importante consiste en que los modelos suelen estimar la emisión a partir de una potencia del viento en superficie, lo cual hace que esa estimación sea tremendamente sensible a los pronósticos de viento del modelo.

DREAM (NICKOVIC, 1996; NICKOVIC y otros, 2001) fue el primer modelo en incluir la concentración de polvo como variable de pronóstico en las ecuaciones de un modelo meteorológico. Se integró en el Servicio Meteorológico de Túnez en 1995 y en el Centro Euro-Mediterráneo de Dinámica Costera Insular, en Malta, entre 1998 y 2005. Posteriormente, el BSC-CNS lo integró operativamente y evolucionó al BSC-DREAM8b (PÉREZ y otros, 2006a, b; BASART y otros, 2012) en 2005. Desde el año 2008, el BSC-CNS desarrolló el nuevo modelo NMMB/BSC-Dust (PÉREZ y otros, 2011; HAUSTEIN y otros, 2012), actualmente en operación junto al anterior. Posteriormente se han desarrollado numerosos modelos globales y regionales como CHIMERE-Dust, MACC, MetUM, GEOS, NGAC, NAAPS, ADAM, COAMPS y otros.

Un elemento fundamental en cualquier sistema de predicción es la evaluación. Se trata de comparar los resultados con observaciones realizadas a distintas escalas espaciales y temporales. La evaluación permite conocer las capacidades y limitaciones del modelo, así como la idoneidad de una determinada configuración. Es básica para orientar la mejora del modelo.

El Centro Regional SDS-WAS ha establecido un protocolo de intercambio de productos de predicción que es la base para un sistema común de evaluación. Se consideran predicciones de hasta 72 horas con una frecuencia de 3 horas incluyendo concentración de polvo en superficie y DOD a 550 nm. Los siete modelos que participan en el ejercicio se detallan en la tabla 1. A ellos hay que añadir la mediana multimodelo, generada diariamente por el propio Centro a partir de las distintas predicciones. Estos productos están disponibles en <http://sds-was.aemet.es/forecast-products/dust-forecasts/compared-dust-forecasts>. La figura 6 muestra una comparación de las predicciones generadas por los distintos modelos y por la mediana multimodelo.

Modelo	Institución
BSC-DREAM8b_v2	BSC-CNS
MACC	ECMWF
DREAM8-NMME-MACC	SEEVCCC
NMMB/BSC-Dust	BSC-CNS
MetUM	U. K. Met Office
GEOS-5	NASA
NGAC	NCEP

Tabla 1. Modelos que participan en la evaluación de predicciones de polvo del Centro Regional SDS-WAS.

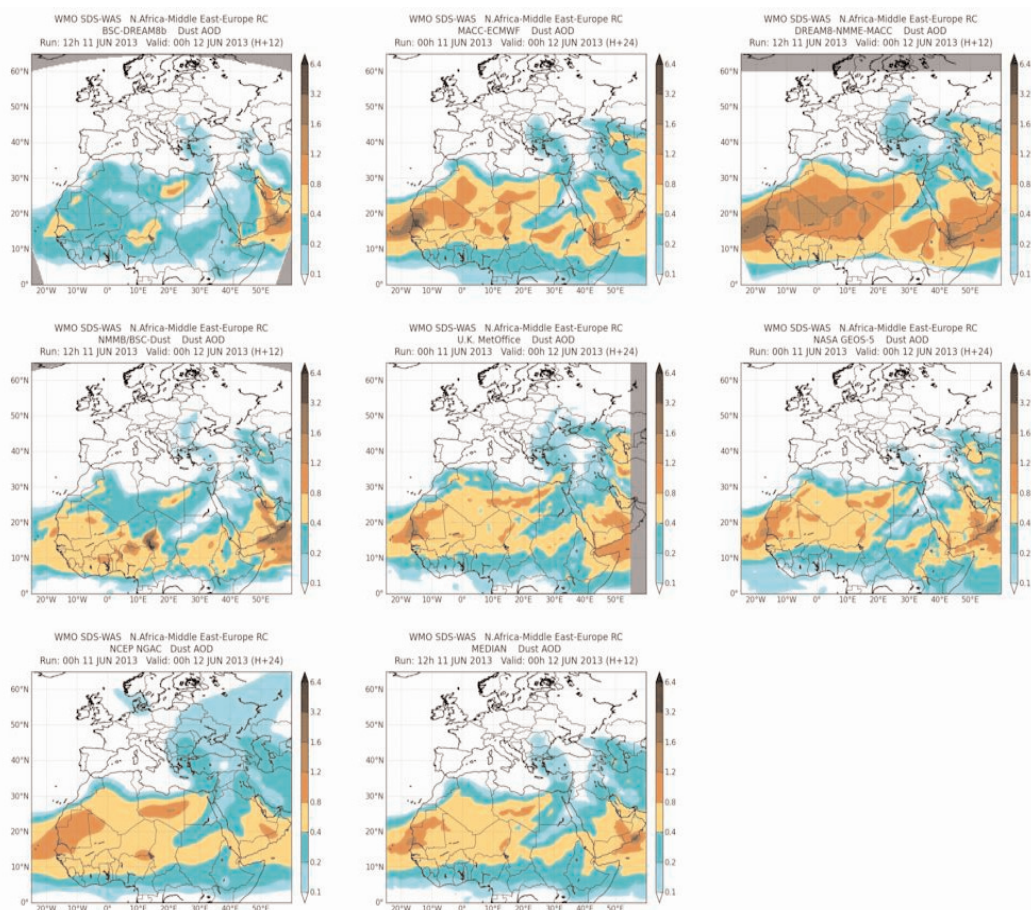


Figura 6. Predicciones de DOD a 550 nm para las 00 UTC del día 12 de junio de 2013.

Se generan gráficos mensuales comparando el DOD previsto por los modelos con el AOD total medido en una serie de estaciones AERONET propensas a situaciones de polvo mineral. A continuación se calculan varios parámetros estadísticos para cuantificar el grado de acuerdo entre predicciones y observaciones. Estos parámetros se calculan para distintas escalas espaciales (estaciones individuales, tres subregiones y la región completa) y temporales (mensual, estacional y anual). Para estos cálculos se utilizan únicamente las observaciones con un exponente Ångström bajo (inferior a 0,6) con el fin de restringir la comparación a casos en que el polvo mineral es la principal fuente de partículas. Sin embargo, siempre hay una porción de partículas de otros tipos, por lo que se puede esperar una pequeña desviación negativa. La figura 7 muestra la comparación de las predicciones de los modelos con las observaciones de la estación AERONET de Santa Cruz de Tenerife durante agosto de 2012 en que se produjeron tres irrupciones de polvo sahariano sobre Canarias.

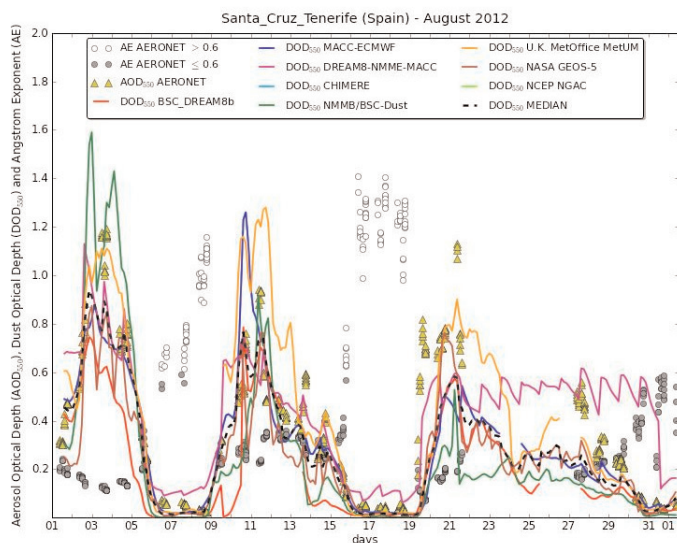


Figura 7. DOD predicho por los distintos modelos (línea continua) comparado con AOD medido por la estación AERONET de Santa Cruz de Tenerife (triángulos amarillos) en agosto de 2012. Los círculos blancos y negros muestran los valores del exponente Ångström.

Las predicciones de DOD realizadas por los modelos se comparan también con las estimaciones de AOD de MODIS. Las extracciones de MODIS sobre océano se utilizan para evaluar el transporte de polvo mineral hacia el Atlántico subtropical. El producto MODIS no proporciona ninguna información que permita distinguir entre polvo y otros tipos de partículas. Por ello, la evaluación se restringe a un área donde se sabe que el polvo es la principal fuente de partículas. Esta área se extiende entre 15 y 30° N y entre 18 y 25° W. La evaluación es particularmente interesante por el papel que juega el depósito de polvo en el control de la biomasa en esta región del océano.

También se evalúan los modelos utilizando las estimaciones de AOD realizadas mediante la aplicación del algoritmo *Deep Blue* a imágenes MODIS. En este caso se obtiene también una estimación del exponente Ångström, que se utiliza para descartar los casos en que el polvo mineral no constituye el tipo dominante de partículas. Esta evaluación es especialmente interesante porque las estimaciones mediante *Deep Blue* constituyen una de las únicas fuentes de información acerca del contenido de polvo sobre desiertos.

REFERENCIAS

BASART, S., C. PÉREZ, S. NICKOVIC, E. CUEVAS y J. M. BALDASANO, 2012: Development and evaluation of the BSC-DREAM8b dust regional model over Northern Africa, the Mediterranean and the Middle East, *Tellus B*, 64, 18539.

- BEN MOHAMED, A., J. P. FRANGI, J. FONTAN y A. DRUILHET, 1992: Spatial and temporal variations of atmospheric turbidity and related parameters in Niger, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1286-1294.
- BEN-AMI, Y., I. KOREN, Y. RUDICH, P. ARTAXO, S. T. MARTIN y M. O. ANDREAE, 2010: Transport of Saharan dust from the Bodélé Depression to the Amazon Basin: a case study, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7533-7544.
- BRINDLEY, H. E. y J. E. RUSSELL, 2009: An assessment of Saharan dust loading and the corresponding cloud-free longwave direct radiative effect from geostationary satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 114, 148-227.
- CHIN, M., T. DIEHL, O. DUBOVIK, T. ECK, B. HOLBEN, A. SINYUK y D. STREETS, 2009: Light absorption by pollution, dust, and biomass burning aerosols: a global model study and evaluation with AERONET measurements, *Ann. Geophys.*, 27(9), 3439-3464.
- D'ALMEIDA, G. A., 1986: A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916.
- GINOUX, P., D. GARBUZOV y N. C. HSU, 2010: Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data, *J. Geophys. Res.*, 115, D05204, doi: 10.1029/2009JD012398.
- GOBBI, G. P., Y. J. KAUFMAN, I. KOREN y T. F. ECK, 2007: Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data, *Atmos. Chem. Phys.*, 7(2), 453-458.
- GOMES, L., G. BERGAMETTI, G. COUDÉ-GAUSSEN y P. ROGNON, 1990: Submicron desert dusts: A sand-blasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13927-13935.
- GRIFFIN, D. W. y C. A. KELLOGG, 2004: Dust storms and their impact on ocean and human health: dust in Earth's atmosphere, *EcoHealth*, 1, 284-295.
- HAUSTEIN, K., C. PÉREZ, J. M. BALDASANO, O. JORBA, S. BASART, R. L. MILLER, Z. JANJIC, T. BLACK, S. NICKOVIC, M. C. TODD, R. WASHINGTON, D. MÜLLER, M. TESCHE, B. WEINZIERL, M. ESSELBORN y A. SCHLADITZ, 2011: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model — Part 2: Experimental campaigns in Northern Africa, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 2933-2958, doi: 10.5194/acp-12-2933-2012.
- HSU, N. C., S.-C. TSAY, M. D. KING y J. R. HERMAN, 2004: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 3, 557-569.
- HSU, N. C., S.-C. TSAY, M. D. KING y J. R. HERMAN, 2006: Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44, 11, 3180-3195.
- JICKELLS, T. D., Z. S. AN, K. K. ANDERSEN, A. R. BAKER, G. BERGAMETTI, N. BROOKS, J. J. CAO, P. W. BOYD, R. A. DUCE, K. A. HUNTER, H. KAWAHATA, N. KUBILAY, J. LAROCHE, P. S. LISS, N. MAHOWALD, J. M. PROSPERO, A. J. RIDGWELL, I. TEGEN y R. TORRES, 2005, Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67-71.
- KAUFMAN, Y. J., D. TANRÉ, L. A. REMER, E. F. Vermote, A. CHU y B. N. HOLBEN, 1997: Operational remote sensing of tropospheric aerosol from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 17051-17067.
- KNIPPERTZ, P. y M. C. TODD, 2010: Mineral dust aerosol over the Sahara: Processes of emission and transport, and implications for modeling, *Rev. Geophys.*, 50(1).
- LEGRAND, M., A. PLANA-FATTORI y C. N'DOUMÉ, 2001: Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat 1. Infrared difference dust index, *J. Geophys. Res.*, 106, 18251-18274.
- LEVIN, Z., E. GANOR y V. GLADSTEIN, 1996: The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1511-1523.
- MAHOWALD, N. M., J. A. BALLANTINE, J. FEDDEMA y N. RAMANKUTTY, 2007: Global trends in visibility: Implications for dust sources, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3309-3339.
- MANI, M. y R. PILLAI, 2010: Impact of dust on solar photovoltaic (PV) performance: Research status, challenges and recommendations, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14, 3124-3131.
- MENG, Z. Q. y B. LU, 2007: Dust events as a risk factor for daily hospitalization for respiratory and cardiovascular diseases in Minqin, China, *Atmos Environ.*, 41, 7048-7058, doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.05.006.
- NICKOVIC, S., 1996: Modelling of dust process for the Saharan and Mediterranean area. En: The impact of African dust across the Mediterranean, ed. by: S. Guerzoni and R. Chester, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 15-23.
- NICKOVIC, S., G. KALLOS, A. PAPADOPOULOS y O. KAKALIAGOU, 2001: A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106, 18113-18129.
- PÉREZ, C., S. NICKOVIC, J. M. BALDASANO, M. SICARD, F. ROCADENBOSCH y V. E. CACHORRO, 2006a: A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geophys. Res.*, 111, D15214, doi: 10.1029/2005JD006579.

- PÉREZ, C., S. NICKOVIC, G. PEJANOVIC, J. M. BALDASANO y E. OZSOY, 2006b: Interactive dust-radiation modeling: a step to improve weather forecast, *J. Geophys. Res.*, 111, D16206, doi: 10.1029/2005JD006717.
- PÉREZ, C., K. HAUSTEIN, Z. JANJIC, O. JORBA, N. HUNEEUS, J. M. BALDASANO, T. BLACK, S. BASART, S. NICKOVIC, R. L. MILLER, J. P. PERLWITZ, M. SCHULZ y M. THOMSON, 2011: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model-Part 1: Model description, annual simulations and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13001-13027, doi: 10.5194/acp-11-13001-2011.
- POPE III, C. A., 2000: Epidemiology of fine particulate air pollution and human health: Biologic mechanisms and who's at risk?, *Environmental Health Perspectives*, 108(4), 713-723.
- PROSPERO, J. M., K. BARRETT, T. CHURCH, F. DENTENER, R. A. DUCE, J. N. GALLOWAY, H. LEVY II, J. MOODY y P. QUINN, 1996: Atmospheric deposition of nutrients to the North Atlantic basin, *Biogeochemistry*, 35, 27-73.
- PROSPERO, J. M., P. GINOUX, O. TORRES, S. E. NICHOLSON y T. E. GILL, 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002, doi: 10.1029/2000RG000095.
- REMER, L. A., Y. J. KAUFMAN, D. TANRE, S. MATTOO, D. A. CHU, J. V. MARTINS, R.-R. LI, C. ICHOKU, R. C. LEVY, R. G. KLEIDMAN, T. F. ECK, E. VERMOTE y B. N. HOLBEN, 2005: The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62(4), 947-973.
- SHAO, Y., Y. YANG, J. WANG, Z. SONG, L. M. LESLIE, C. DONG, Z. ZHANG, Z. LIN, Y. KANAI, S. YABUKI y Y. CHUN, 2003: Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation, *J. Geophys. Res.*, 108 (D22), 4691, doi: 10.1029/2003JD003667.
- SIVAKUMAR, M. V. K., 2005: Impacts of sand storms/dust store in agriculture, in Natural disasters and extreme events on agriculture: impacts and mitigation by Raymond P. Motha, Haripada P. Das, Springer Ed.
- TEGEN, I. y I. FUNG, 1994: Modeling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 99, 22897-22914.
- WESTPHAL, D. L., O. B. TOON y T. N. CARLSON, 1988: A case study of mobilisation and transport of Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2145-2175.